

大气冰核对雷暴云电过程影响的数值模拟研究

师正^{1,2} 林晓彤¹ 谭涌波¹ 郭秀峰^{2,3} 汪海潮¹

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 气候与环境变化国际合作联合实验室, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京, 210044
2. 中国气象科学研究所灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081
3. 无锡学院大气与遥感学院, 无锡, 214105

摘要 利用已有的二维雷暴云起、放电模式模拟了一次雷暴天气, 并通过敏感性试验研究了冰核浓度变化对雷暴云动力、微物理及电过程的影响。结果表明: 随着大气冰核浓度的增加, 雷暴云发展提前, 上升气流速度和下沉气流速度均呈现降低的趋势。大气冰核浓度提升有利于异质核化过程增强, 冰晶在高温区大量生成, 而同质核化过程被抑制, 因此冰晶整体含量降低, 引起低温区中霰粒含量降低和高温区中霰粒尺度降低。在非感应起电过程中, 正极性非感应起电率逐渐减小, 负极性非感应起电率逐渐增大。由于液水含量随大气冰核浓度的增加逐渐降低, 高温度冰晶携带电荷的极性由负转变为正的时间有所提前。在感应起电过程中, 由于霰粒尺度减小及云滴的快速消耗, 感应起电率极值逐渐降低。冰晶优先在高温区生成而带负电, 不同大气冰核浓度下的雷暴云空间电荷结构在雷暴云发展初期均呈现负的偶极性电荷结构。在雷暴云旺盛期, 随着冰核浓度增加, 空间电荷结构由三极性转变为复杂四级性。在雷暴云消散阶段不同个例均呈现偶极性电荷结构, 且随着冰核浓度的增加电荷密度值逐渐减小。

关键词 大气冰核, 起电率, 电荷结构, 数值模拟

文章编号

中图分类号

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2110.21101

Numerical simulation research on the effect of ice nuclei on the electrification in thunderstorms

SHI Zheng^{1,2}, LIN Xiaotong¹, TAN Yongbo¹, GUO Xiufeng^{2,3}, WANG Haichao¹

1. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044
2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081
3. College of Atmospheric and Remote Sensing Wuxi University, Wuxi, 214105

Abstract Based on an existing two-dimensional convective cloud model, this work is carried out to investigate the role of ice nuclei on dynamic, microphysical, electrification and charge structure

收稿日期: 2021-06-17; 网络预出版日期

作者简介 师正, 男, 1986年10月出生, 博士学位, 副教授, 主要从事大气电学、雷电物理学研究。E-mail: gyshiz@126.com

资助项目 国家自然科学基金项目(41805002), 灾害天气国家重点实验室开放课题(2021LAW-B05), 江苏省自然科学基金项目(BK20190147), 江苏省高等学校自然科学研究面上项目(19KJB170025), 南京信息工程大学人才启动项目(2016r042)

in thunderstorm clouds by changing the concentration of ice nuclei. The results show that thunderstorm cloud develops ahead of time with the increasing of ice nuclei, and both updraft and downdraft velocities decrease. High ice nuclei concentration is conducive to the enhancement of heterogeneous nucleation process. A large number of ice crystals are formed in the high temperature region, while the homogeneous nucleation process is inhibited. Therefore, the overall content of ice crystals decreases, resulting in the decrease of graupel content in the low temperature region, and the size of graupel decreased in high temperature area. Therefore, the positive non-inductive electrification rate decreases and the negative non-inductive electrification rate increases. And because the liquid water content gradually decreases with the increase of ice nuclei concentration, the time for the polarity of charge carried by high temperature ice crystals to change from negative to positive is advanced. In the process of inductive electrification, the extreme value of inductive electrification rate gradually decreases due to the decrease of graupel particle size and the rapid consumption of cloud droplets. Because the ice crystals are preferentially generated in the high temperature region and are negatively charged, the space charge structure of thunderstorm clouds with different ice nuclei concentrations presents a negative dipole charge structure at the initial stage of thunderstorm cloud development. During the growing period of thunderstorm, with the increase of ice nuclei concentration, the space charge structure changes from three polarity to complex four order. In the dissipation stage of thunderstorm cloud, different cases show dipole charge structure, and the charge density decreases with the increase of ice nuclei concentration.

Keywords Ice nuclei, Charging rate, Charge structure, Numerical simulation

1 引言

迄今为止,冰晶与霰粒/雹之间的非感应起电过程被认为是雷暴云中最重要起电机理。有关非感应起电机理的云室实验均以直径小于 5 mm 的淞附探头代表霰粒,测量其与冰晶每次碰撞过程中转移电荷的量级和极性 (Takahashi,1978; Jayaratne and Saunders,1983; Saunders et al.,1991; Pereyra et al.,2000)。这表明冰晶是一种参与雷暴云起电过程的重要冰相水成物粒子。研究表明起电过程中冰晶尺寸较小时,每次碰撞发生的电荷转移量随冰晶尺寸的增大而快速增加,而当冰晶尺寸较大时,每次碰撞电荷转移量随冰晶尺寸的增大变化不大 (Jayaratne and Saunders,1983; Mansell et al.,2005)。冰晶与霰粒碰撞引起的转移电荷极性主要依赖于温度和液水含量 (Takahashi,1978; Jayaratne and Saunders,1983; Saunders et al.,1991; Pereyra et al.,2000),由于雷暴云中不同高度层内的温湿条件存在差异,冰晶粒子空间分布特征可能是导致转移电荷发生极性反转的一个关键因素 (谭涌波等,2015)。Mansell et al. (2005) 基于三维积云模式分析了冰晶浓度对雷暴云中起电和电荷结构的影响,并指出了高含量的冰晶粒子是底部次正电荷堆形成的关键因素。因此,冰晶尺度、分布及浓度均对雷暴云起电和空间电荷结构有着重要的影响。可溶性气溶胶液滴的同质核化或是在大气

冰核帮助下完成的异质核化是云中冰晶粒子形成的重要来源 (Pruppacher and Klett,1997; DeMott et al.,2010; Koop et al.,2000; Liu and Penner,2005)。而冰核在一定条件下核化形成冰晶粒子,那么大气冰核可能对雷暴云电过程的产生重要作用。

由于目前对云微物理发展过程的观测手段比较有限,人们主要基于数值模式进行冰晶核化过程与云相互作用关系的研究,而且主要是集中在研究大气冰核的云降水的作用这一科学问题上。对流云的发生发展和演变过程受冰核的影响较大,其很大程度上影响着云的微物理发展。冰核通过凝华增长使云滴不断蒸发消亡,从而云滴数浓度显著降低。当冰核浓度增加时,冰晶数浓度增加,冰晶尺度减小,大量小尺度冰晶滞留在云中,大大延长了云的生命周期 (Morrison et al.,2015; van den Heever et al.,2006; Zeng et al.,2009)。而有关大气冰核影响雷暴云电过程的研究工作还相对较少。Gonçalves et al. (2012) 基于区域模式分析了细菌性冰核对闪电发生率的影响,闪电发生率由云内垂直上升气流速度和冰相粒子质量流得出。谭涌波等 (2015) 在一个二维对流云模式中采用了一种与气溶胶有关的冰晶核化方案替代原有的冰晶核化经验公式,分别就两种方案进行了模拟对比试验,并探讨了两种方案下的冰晶空间分布及电荷结构分布特征。李泽宇等 (2016) 基于一维半云和气溶胶分档云模式,对不同初始沙尘浓度的非感应起电过程进行了敏感性试验,模拟结果表明:随着沙尘粒子数浓度的增多,云中冰晶粒子与霰粒的数浓度均增加,初始起电时间提前,空间电荷密度增加。以往的研究并未阐明同质核化过程和异质核化过程分别对雷暴电过程的作用,对冰核浓度影响雷暴云动力、微物理及电过程的演变还很少进行深入研究。为了全面了解冰核浓度对雷暴云电过程的作用,有必要开展相应的模式研究。

鉴于此,本文在已有的二维雷暴云起、放电模式中,更新了冰核核化方案,并设置不同的气溶胶浓度背景分别进行数值模拟试验,根据试验结果分析了不同冰核浓度对雷暴云动力、微物理发展及起电过程的影响,进一步分析其与雷暴云电荷结构之间的关系并给出相应的物理解释。

2 模式简介

本文采用的非静力积云模型源于中国气象科学研究院 (胡志晋和何观芳,1987),在此基础上,谭涌波 (2006a,2006b) 引入随机放电参数化方案,建立了的二维高分辨率雷暴云起、放电模式。该模式的计算域为 $76\text{ km}\times 20\text{ km}$,云模式框架分辨率为 $250\text{ m}\times 250\text{ m}$,放电过程在细分分辨率 12.5 m 背景下计算完成。水成物粒子分成了五种粒子,分别为云滴、雨滴、冰晶、霰粒和冰雹。微物理转换过程包括五种粒子的蒸发、碰并、凝结凝华、自动转化、

融化冻结以及核化繁生等。模式主要考虑了两种起电机制：（1）霰粒（雹）和云滴碰撞分离时产生的感应起电过程；（2）霰粒（雹）与冰晶（雪晶）碰撞回弹产生的非感应起电过程。感应起电采用的是 Ziegler et al.（1991）的参数化方案。非感应参数化方案基于 Gardner-Pereyra 方案（详见师正等, 2015）。为了限制云中电荷过量增长，模式考虑了闪电放电过程，放电参数化方案基于谭涌波（2006a, 2014）的二维随机高分辨放电模型。下面将对关键的方案的进行具体介绍。

2.1 冰晶核化方案

原模式中采用一种经验公式描述冰晶核化过程，该参数化方案主要基于 Fletcher（1962）云室实验结果，其中冰核数浓度与温度有关。实验证明冰核核化速率还与水汽过饱和度有关（Young and Kenneth, 1974），因此胡志晋等（1987）在 Fletcher（1962）结果基础上设计了用温度和过饱和度计算冰核浓度的参数化公式。随着对大气冰核研究不断推进，人们逐渐认识到大气冰核转换至冰晶的过程机理，核化过程不仅仅与温度和湿度有关，气溶胶颗粒的浓度、粒径大小以及化学组分还决定着气溶胶冰相核化能力（Phillips et al., 2008; DeMott et al., 2010; 杨磊等, 2013）。单一的经验公式既不能表征真实自然中大气冰核浓度、时空分布和类型上的变化，也不能描述具体核化物理过程，因此有必要对模式中冰晶核化过程进行改进。本研究综合考虑同质核化过程和异质核化过程，同质核化采用 Koop et al.（2016）的参数化方案，异质核化方案基于 DeMott（2015）观测结果。

（1）同质核的核化方案

相关研究表明：10 μm 的液滴在-35 $^{\circ}\text{C}$ 的环境温度下需经过数小时才能冻结，而当温度低至-38 $^{\circ}\text{C}$ 后冻结仅需数秒，因而将-38 $^{\circ}\text{C}$ 认定为同质核化阈值（Koop and Murray, 2016）。但这并不意味着环境温度达到阈值则同质核化必然发生，因为临界分子簇的形成具有随机性，冻结概率的高低取决于液滴的体积、冻结持续时间（Knopf et al., 2020）。模式中同质核化的计算基于经典成核理论，过冷液滴的同质核化速率 ω ：

$$\omega = J_v(T)V \quad (1)$$

其中， V 为粒子总体积， $J_v(T)$ 为同质核化率系数。

由于研究中难以保证所有样品都为纯净水而不包含任何可作为冰核的杂质，且核化过程对温度相当敏感，该核化率系数的测定往往存在一定的偏差。通过对比一些广泛应用的研究结果，最终采取了 Koop et al.（2016）的拟合方案：

$$\log_{10}(J_v(T)) = \sum_i c_i \cdot (T - T_m)^i \quad (2)$$

其中, T 为云内温度, $T_m=273.15$ K, i 和 c_i 为相关参数, 具体见表 1。

液滴在单位时间(Δt)内被冻结的概率 P_f :

$$P_f(T, t) = 1 - e^{-J_v(T)V\Delta t} \quad (3)$$

结合公式 (2) 与 (3) 可求得云滴核化率 Q_{cif} :

$$Q_{cif} = Q_c P_f(T, t) \quad (4)$$

其中, Q_c 为云滴比质量。

表 1 同质核化相关参数

i	c_i
0	-3020.684
1	-425.921
2	-25.9779
3	-0.868451
4	-1.66203×10^{-2}
5	-1.71736×10^{-4}
6	-7.46953×10^{-7}

此外, 为尽量减小误差, 将模式中温度小于 -45 °C 区域的液滴全部进行冻结处理。同时, 由于处于 241 K (约 -32 °C) 左右的液态水核化速率不足 $10^{-1} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$, 故将模式该温度设为起始冻结温度, 并认为暖于 -32 °C 的环境下同质核化不会发生。

(2) 异质核的核化方案

很多气溶胶粒子如沙尘、粉尘、黑炭等都可以作为冰核, 并且异质核化过程有多种机制, 如凝华、碰触、浸润及沉积等 (Chen et al.,1998; Cziczo et al.,2004; Szyrmer and Zawadzki,1997)。相关研究指出浸润核化是冰晶最为主要的产生源 (Fan et al.,2017), 因此本文采用 DeMott et al. (2015) 建立的参数化方案计算新生产的冰晶数浓度。大于 $0.5 \mu\text{m}$ 的气溶胶浓度与冰核浓度关系密切相关 (DeMott et al.,2003,2010; Stith et al.,2009), 因此 DeMott et al. (2015) 基于多年观测资料统计分析得到的与气溶胶浓度有关的核化方案, 具体公式如下:

$$N_{IN} = (cf)(N_{aer0.5})^{(a(273.16-T)+b)} \exp (c(273.16 - T) + d) \quad (5)$$

其中, N_{IN} 为大气冰核数浓度, $N_{aer0.5}$ 为尺寸大于 $0.5\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子数浓度, 与气溶胶浓度的关系为 $N_{aer0.5}=0.0012N_0$, N_0 为地面处气溶胶初始浓度。cf 为校正因子, $cf=1$, $a=0$, $b=1.25$, $c=0.46$, $d=-11.6$ 。

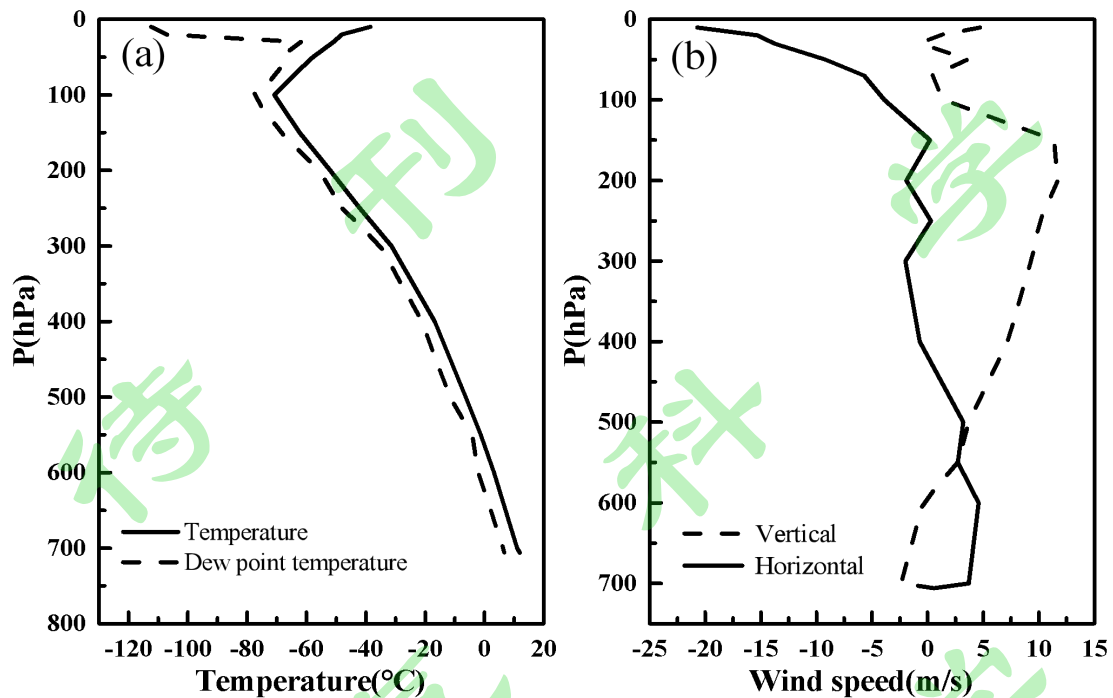


图 1 探空个例的环境温、湿层结 (a) 和垂直风廓线 (b) (a:图中黑色实线代表环境温度、虚线代表露点温度; b:图中黑色实线代表水平风速、黑色虚线代表垂直风速)

Fig.1 Environment temperature and humidity stratification(a)and vertical wind profile(b)(a The black solid line represents the environment temperature,dash line represents the dew point temperature; b The black solid line represents horizontal wind speed,dash line represents vertical wind speed)

本文选取的探空个例为雷暴云内电过程综合研究 (SEET: Studies of Electrical Evolution in Thunderstorms) 试验中一次雷暴天气的探空廓线。图 1 所示为该探空个例环境里的温、湿度层结曲线和垂直风廓线, 此次雷暴过程发生前的地面温度在 12 °C 左右, 露点温度在 4.5 °C 左右, 0 °C 层位于 550 hPa 左右, 低层大气的相对湿度在 40 %~80 %。初始时间设置的热湿泡扰动的大小为: 水平半径 5 km, 垂直半径为 1 km, 它的中心所在的格点位于该模式中的区域中的左侧, 高度为 1 km, 中心取 70% 的相对湿度扰动, 中心的最高温度取 4 K, 以余弦函数向外依次减小。本文通过改变初始气溶胶浓度, 分别取 100 cm⁻³ (C 个例)、500 cm⁻³ (M 个例)、1000 cm⁻³ (P 个例) 分别代表大气冰核浓度相对低、中等及相对高的三种情况, 并进行敏感性试验。模拟的时间步长为 2 s, 模拟时间为 80 min。

3 模拟结果分析

3.1 动力过程

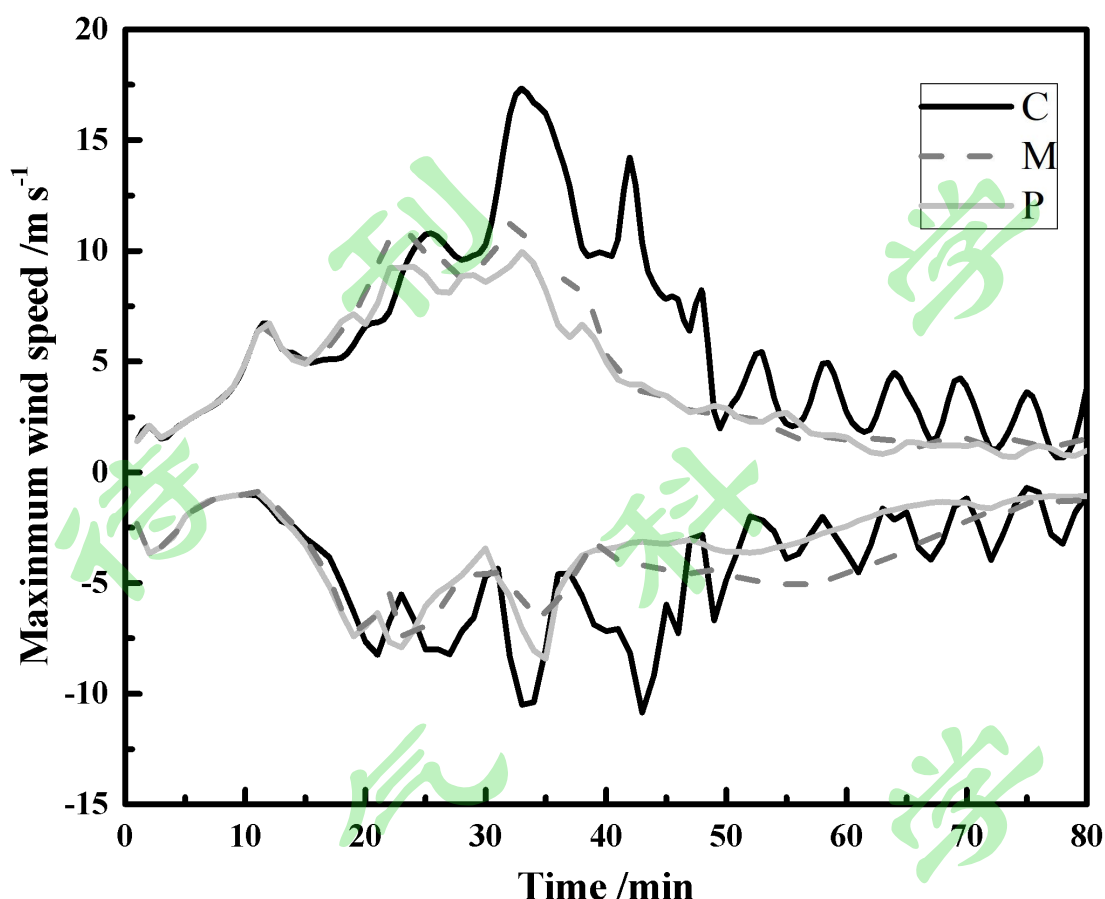


图 2 最大上升气流和下沉气流速度随时间的变化分布 (C: 气溶胶浓度为 100 cm^{-3} 的个例; M: 气溶胶浓度为 500 cm^{-3} 的个例; P: 气溶胶浓度为 1000 cm^{-3} 的个例)

Fig.2 Time evolution of maximum and minimum vertical velocities in three cases (C: 100 cm^{-3} case; M: 500 cm^{-3} case; P: 1000 cm^{-3} case)

为了探讨不同冰核浓度对雷暴云电过程的作用,本文模拟了不同冰核浓度下的雷暴云动力、微物理过程及电过程。图 2 给出了三次个例中的最大上升气流速度和最大下沉气流速度随时间的变化分布。三次个例的最大上升气流速度随时间的演变特征大致相似,均呈现先增加后降低的趋势,并且对流发展的旺盛时间范围为 15—55 min。整体而言,随着冰核浓度的增加,最大上升气流速度呈现降低的趋势,C 个例中最大上升气流速度为 17.33 m s^{-1} , M 个例中最大上升气流速度为 11.22 m s^{-1} ,而 P 个例中最大上升气流速度为 9.28 m s^{-1} 。这可能因为冰核浓度增加,冰晶的异质核化过程增强,同质核化过程被抑制,冰晶总含量减少(后面详细阐述),释放的潜热降低,进而最大上升气流减弱。此外,从图 2 中不难发现, M 和 P 个例中最大上升气流速度在 23 min 左右出现首次峰值,而 C 个例在 33 min 左右出现首次峰值,因此随着冰核浓度的增加,对流发展提前。由于冰核在雷暴云中相对低的高度(相对于同质核化过程)核化产生冰晶,并且异质核化过程先于同质核化过程发生,因此高浓度冰核在核化过程中会提前产生更多的潜热,促进了对流的发展。三次个例中最大下沉气流随

时间的演变特征也基本相似，同时下沉气流的活跃阶段为与 15-55 min，这与上升气流旺盛的时间范围相同。由于冰核浓度的增加，降水粒子的含量受到抑制，因此随着冰核浓度增加，最大下沉气流速度呈现降低的趋势。与最大上升气流演变特征相似，随着冰核浓度的增加，最大下沉气流速度的峰值也提前出现。

3.2 微物理过程

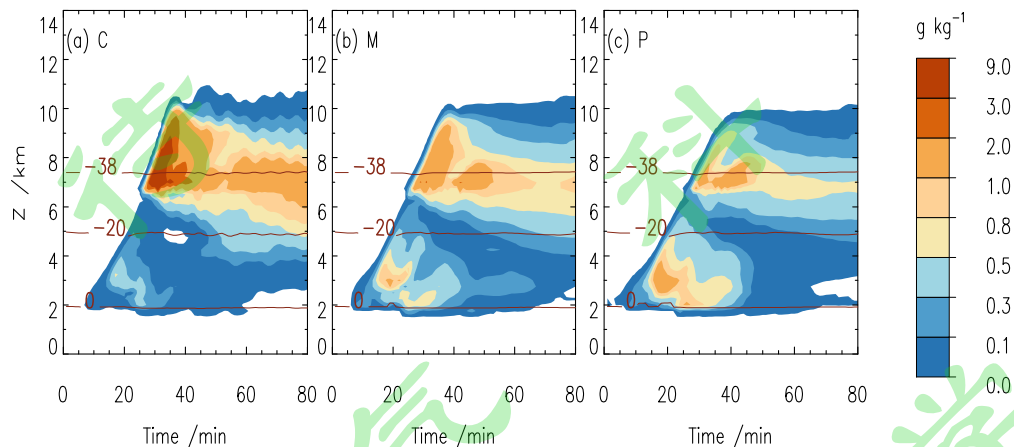


图 3 冰晶粒子最大混合比随时间的变化分布（单位： g kg^{-1} ）：（a）C 个例；（b）M 个例；（c）P 个例
Fig.3 Spatial and temporal distribution of the maximum mixing ratio of ice crystal (units: g kg^{-1}): (a) C case; (b) M case; (c) P case

图 3 给出了不同冰核浓度下的冰晶粒子最大混合比的时空分布图。三种冰核浓度下的冰晶粒子均分布在 2-10 km 高度范围之内，同时在 2-4 km 和 6-10 km 两个高度范围内呈现高含量的冰晶。这些冰晶粒子分别由异质核化过程和同质核化过程贡献（见图 4）。冰晶粒子在 2 km 高度处先产生于异质核化过程，并随着强上升气流向上扩散，而同质核化产生的冰晶分布在 6-10 km 高度范围内。由于异质核化过程发生的高度相对低，异质核化优先于同质核化发生。图 5 给出了三次个例下冰晶最大数浓度随高度的变化。从图中可以看出，同质核化过程产生的冰晶数浓度明显大于异质核化过程，因此同质核化主要贡献云砧内大量贮存的小冰晶粒子，而异质核化过程在云中产生的冰晶粒子尺度大但数浓度低，这与目前的研究结果相似（Heymsfield et al.,2005; Phillips and Coauthors,2005; Ekman et al.,2007）。此外，随着冰核浓度增加异质核化过程加强，2-4 km 范围内的冰晶含量增加，6-10 km 的冰晶含量明显减小（见图 3 和图 4）。这可能由于当大气冰核浓度提升时，异质核化优先于同质核化发生，异质核化过程生成的冰晶凝华增长，消耗水汽，进而抑制同质核化的发生。如图 4 所示，当冰核浓度增加时，异质核化率增强，而同质核化率被削弱。目前大量的研究已表明：随着冰核浓度增高，异质核化率显著增加，同质核化和冰晶异质核化竞争水汽，进而抑制同

质核化过程，使同质核化率明显减低，从而使得高温区的冰晶含量增多，低温区的冰晶含量减少(Ekman et al.,2007; Li et al.,2013; Chen et al.,2000; Jensen, 2013; Zhang et al.,2013; Shi and Liu,2016; Phillips et al., 2007)。因此本研究结果是合理的。当冰核浓度增加时，同质核化过程受到抑制，加之同质核化率大于异质核化率，导致了雷暴云中整体的冰晶含量降低。三次个例中的冰晶粒子最大混合比分别为 8.28 g kg^{-1} (C 个例)、 2.09 g kg^{-1} (M 个例) 以及 1.78 g kg^{-1} (P 个例)，而三次个例中冰晶粒子数浓度也出现降低的趋势，最大数浓度分别为 $1.16 \times 10^8 \text{ kg}^{-1}$ 、 $1.44 \times 10^7 \text{ kg}^{-1}$ 及 $6.77 \times 10^6 \text{ kg}^{-1}$ 。模拟结果与 Kärcher (2004) 的研究一致。

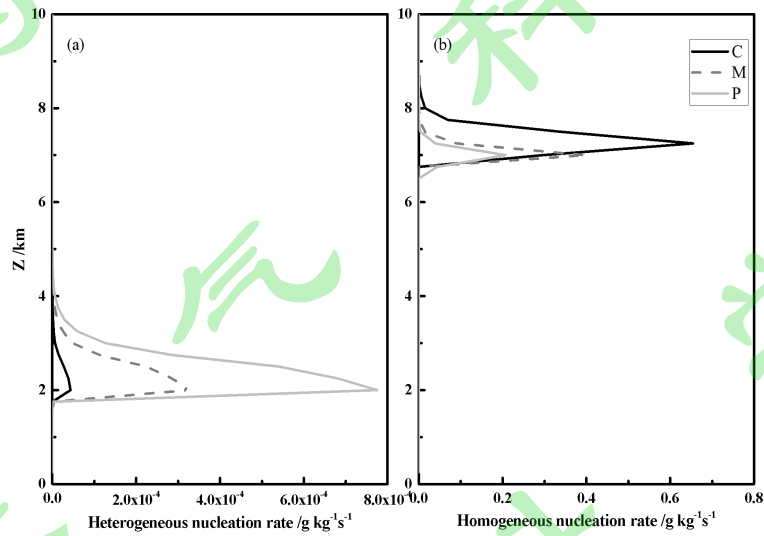


图 4. 不同冰核浓度个例中最大核化率随高度的变化 (单位: $\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$): (a) 异质核化; (b) 同质核化
Fig.4 Height variations of the maximum of ice nucleation rate in three cases (units: $\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$): (a) Heterogeneous nucleation process; (b) Homogeneous nucleation process

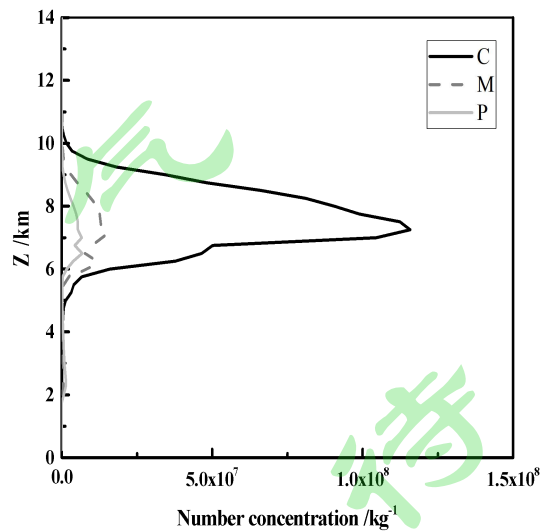


图 5 不同冰核浓度个例中冰晶最大数浓度随高度的变化 (单位: kg^{-1})

Fig5. Height variations of the maximum of ice crystal particles number concentration (units: kg^{-1})

如图 6 所示为不同冰核浓度下的云滴、雨滴以及霰粒最大混合比的时空分布图。云滴由

云凝结核活化形成，在不同个例中的产生时间相当，但随着冰核浓度的增加，云滴含量呈减少的趋势，云滴比质量大于 0.5 g kg^{-1} 的区域明显减小。在 M 个例中，云滴在 50 min 左右被完全消耗，而 P 个例中，这一时间被提前至 40 min 左右（见图 6a-c）。这可能是由于冰核浓度增加，异质核化增强，冰核核化需要“争食”水汽，使得云滴生成量迅速减少。雷暴云发展至 25 min 之后，云滴含量由于自动转化以及冰晶粒子碰并增长的消耗急剧下降。不同冰核浓度下的云滴最大比质量分别为 4.24 g kg^{-1} （C 个例）、 4.29 g kg^{-1} （M 个例）、 4.02 g kg^{-1} （P 个例），其最大比浓度均为 $2.42 \times 10^8 \text{ kg}^{-1}$ （见图 7a），因此不难推断三个例中云滴含量及尺寸基本相同。

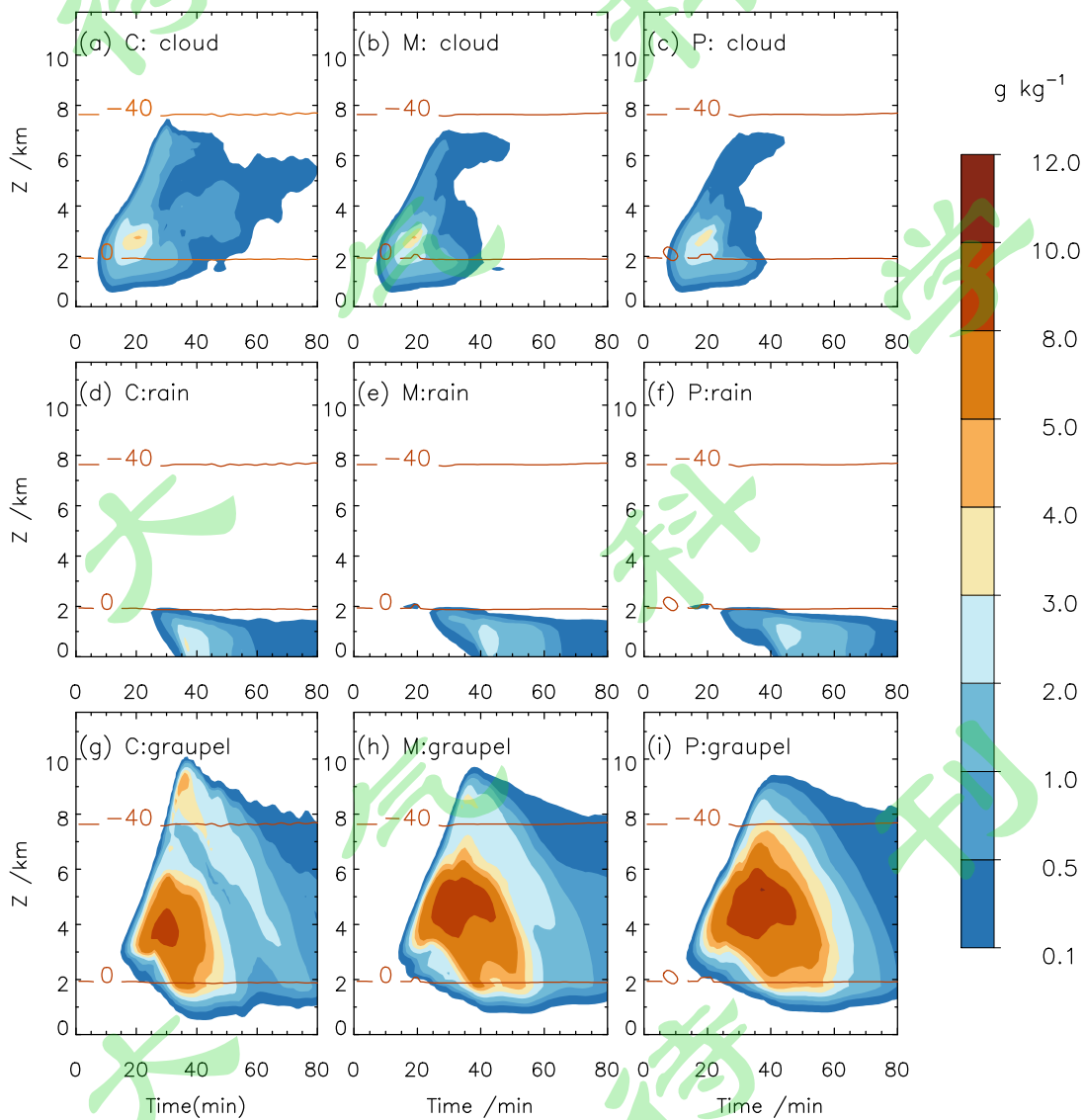


图 6 不同冰核浓度中云滴、雨滴及霰粒最大混合比随时间变化分布（单位： g kg^{-1} ）：（a-c）云滴；（d-f）雨滴；（g-i）霰粒

Fig.6 Spatial and temporal distribution of the maximum mixing ratio of cloud droplet, rain and graupel (units: g kg^{-1}): (a-c) cloud droplet; (d-f) rain; (g-i) graupel

图 6d-f 为不同冰核浓度下雨滴最大混合比的时空分布图。三次个例中雨滴均在 25 min 左右出现，C 个例中在 35 min 左右出现极大值，而在 M 个例和 P 个例分别在 42 min 和 45 min 出现极大值。这可能由于 C 个例中云水含量相对高，雨滴由云滴自动转化及冰相粒子融化共同形成，而 M 个例和 P 个例中雨滴主要由雷暴中后期中冰相粒子的融化降水过程贡献。此外，当冰核浓度增加时，由于云中云水被快速消耗，雨滴混合比降低。三次个例中雨滴的最大比质量分别为 3.12 g kg^{-1} (C 个例)、 2.57 g kg^{-1} (M 个例) 及 2.44 g kg^{-1} (P 个例)。在高冰核浓度雷暴个例中， 0°C 高度层以下的雨滴主要来源于冰相粒子的融化，此时大量小尺度冰相粒子融化产生了大量的小雨滴。从图 7b 中不难发现随着冰核浓度提升，雨滴的数浓度增加明显（三次个例中雨滴最大数浓度分别为 $4.17 \times 10^4 \text{ kg}^{-1}$ (C 个例)、 $2.79 \times 10^5 \text{ kg}^{-1}$ (M 个例) 及 $4.87 \times 10^5 \text{ kg}^{-1}$ (P 个例)），因此雨滴的尺度随着冰核浓度增加而减小。

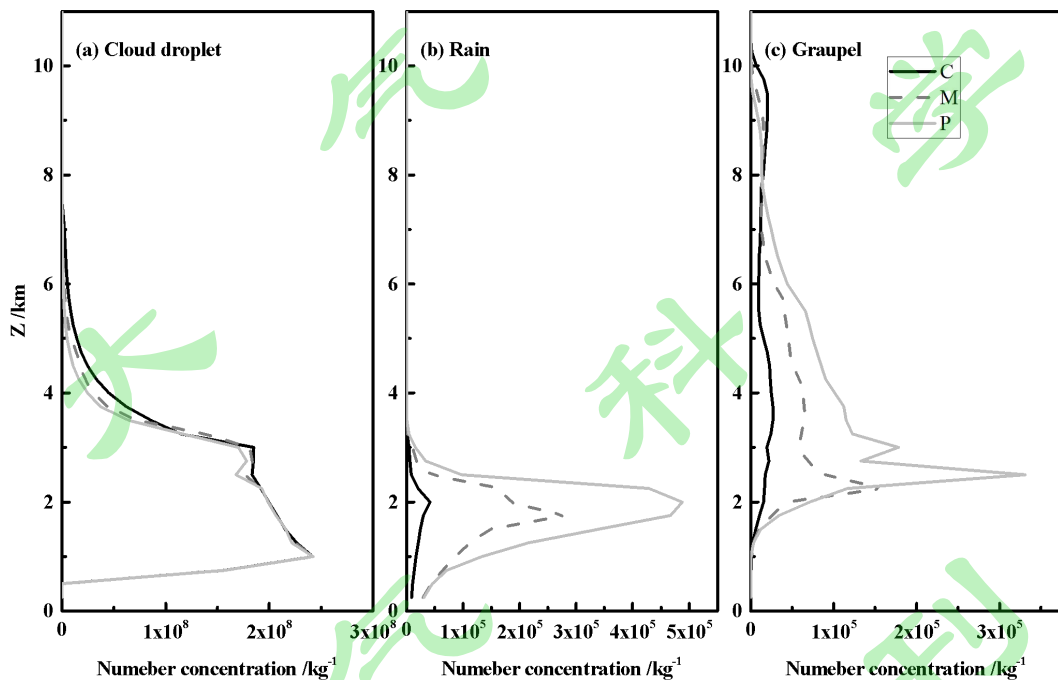


图 7 不同冰核浓度个例中云滴、雨滴及霰粒最大数浓度随高度的变化（单位： kg^{-1} ）：（a）云滴；（b）雨滴；（c）霰粒

Fig7. Height variations of the maximum of cloud droplet(a), rain(b) and graupel(c) number concentration (units: kg^{-1}): (a) cloud droplet; (b) rain; (c) graupel

霰粒的生成依赖于冰晶的转化，其对云水的碰并收集是霰粒增长的重要来源之一，所以霰粒的分布取决于冰晶和云水条件。如图 6g-i 和图 7c 所示，随着冰核浓度的增加，霰粒的比质量（最大混合比分别为： 9.23 g kg^{-1} (C)、 9.74 g kg^{-1} (M) 及 10.1 g kg^{-1} (P)）和数浓度（最大数浓度分别为： $2.68 \times 10^4 \text{ kg}^{-1}$ (C)、 $1.59 \times 10^5 \text{ kg}^{-1}$ (M) 及 $3.31 \times 10^5 \text{ kg}^{-1}$ (P)）

均呈现增加的趋势。这是由于当冰核浓度增加，尺度相对大的冰晶含量增加，而这些大尺度的冰晶粒子可以生长成霰粒。同时随着冰核浓度的增加，由于雷暴云中云水含量的不断降低，霰粒难以通过碰并收集云滴进一步增长，因此冰核浓度高的雷暴个例中霰粒的尺度有所降低。雨滴和霰粒的尺度随着冰核浓度增加而减小，因此不难解释高冰核浓度个例中下沉气流速度呈现降低的趋势。此外，雷暴云 9 km 处（低温区）的霰粒含量明显降低，这可能是由于该区域的冰晶含量降低（见图 3）。

3.3 电过程

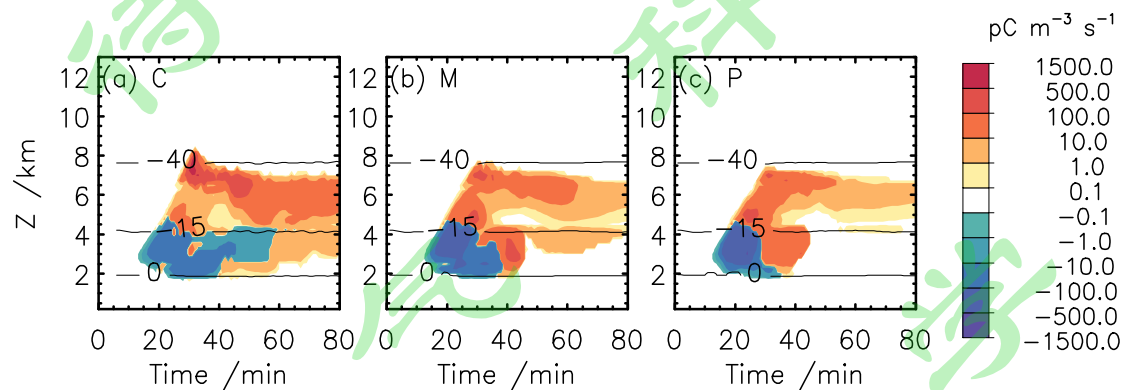


图 8 三次个例的最大非感应起电率随时间的变化（单位： $\text{pC m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ）：（a）C 个例；（b）M 个例；（c）P 个例。图中黑实线代表等温线（ 0°C 、 -15°C 和 -40°C ）

Fig.8 The evolution of the non-inductive charging rate in three cases (units: $\text{pC m}^{-3} \text{s}^{-1}$): (a) C case; (b) M case; (c) P case. black solid line represents the isotherm (-40°C and -15°C , and to 0°C)

非感应起电目前被认为是雷暴云中最重要起电机理，其与冰晶、霰粒的物理特征密切相关。图 8 为不同冰核浓度下非感应起电率随时间的变化，其中正的非感应起电率代表冰晶单位时间内荷正电的电荷密度，而负的非感应起电率相反。在雷暴云中温度低于 -15°C 的区域，冰晶主要荷正电；在温度高于 -15°C 的区域，冰晶所带电荷极性发生反转，主要携带负电。在雷暴云发展的初始阶段，相对于同质核化，异质核化过程优先发生，冰晶在高温区（大于 -15°C ）产生，同时非感应起电过程中获得负极性电荷。在雷暴云的中后期，部分冰晶所带电荷极性没有发生反转（冰晶通过非感应起电过程获得正电荷），并且这种现象发生的时间随着冰核浓度的增加而明显提前，这主要可能是因为冰晶和霰粒碰撞后转移的电荷极性以及电荷量与液水含量、温度有关，随着冰核浓度的增加，M 个例和 P 个例在雷暴云中后期的云滴几乎消失殆尽，导致液水含量降低，冰晶所带电荷不发生极性反转。从图中不难发现，三次个例中，起电的启动时间基本在 12 min 左右，垂直分布区域也均在 2-8 km 之间。随着冰核浓度的增加，正极性非感应起电率逐渐减弱，而负极性非感应起电率呈增大趋势，

这可能是由于随着冰核浓度的增加，同质核化过程被抑制，在高温区（2-4 km 高度范围内）
异质核化生成的冰晶含量增加。

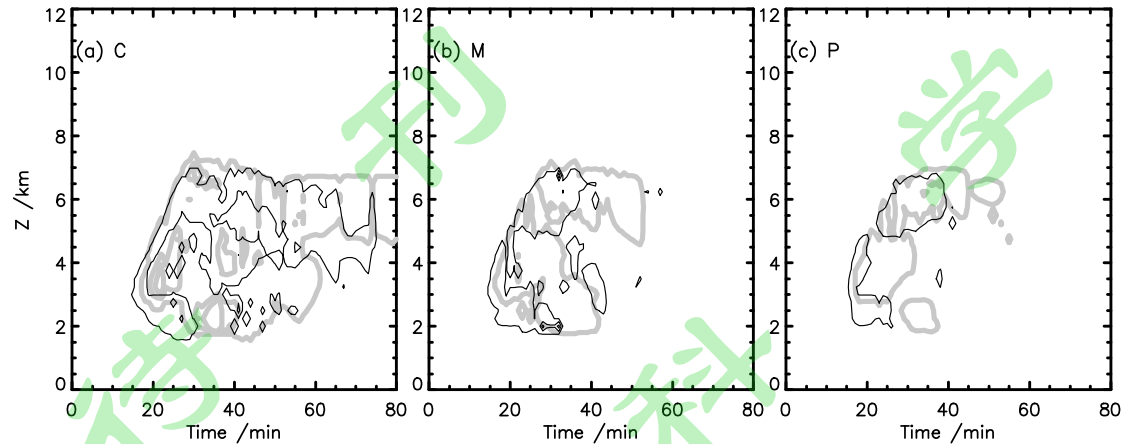


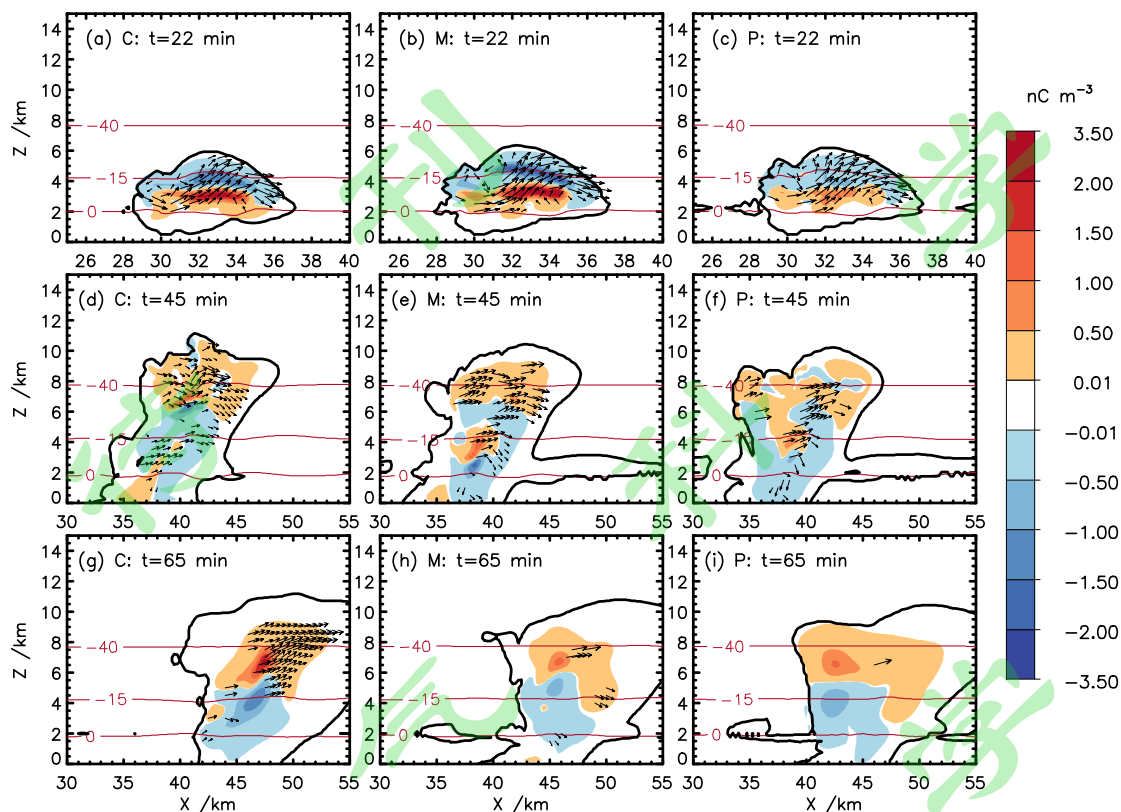
图 9 三次个例的最大感应起电率随时间的变化（单位： $\text{pC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ ）：（a）C 个例；（b）M 个例；（c）P 个例。等值线分别代表： ± 300 、 ± 100 、 ± 50 、 ± 10 、 ± 5 、 $\pm 0.1 \text{ pC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$

Fig.9 The time evolution of the inductive charging rate in three cases (units: $\text{pC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) C case; (b) M case; (c) P case. Contours are respectively: ± 300 , ± 100 , ± 50 , ± 10 , ± 5 , $\pm 0.1 \text{ pC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$

感应起电机制是在垂直外电场作用下，云滴和霰粒碰撞起电的过程。图 9 给出了三次个例中最大感应起电率随时间的变化图。其中粗灰色实线为正感应起电率，即霰粒通过感应碰撞后获得正极性电荷，细黑实线为负感应起电率，即霰粒获得负极性电荷。从图中可以看出，感应起电主要分布在高度为 2-8 km 之间，因此感应起电主要影响雷暴云中部电荷区和底部次正电荷区。此外，由于随着冰核浓度的增加，云滴被大量消耗，在中后期就不再产生，且霰粒的尺寸有所减小，碰撞效率降低，因此在图中可以看到，冰核浓度较大的 M 个例和 P 个例在 55 min 左右不再发生感应起电，且起电率的极值逐渐减小。

雷暴云的电荷结构主要由不同水成物粒子通过非感应起电和感应起电获得不同极性的电荷所贡献形成。图 10 为不同冰核浓度下，分别取雷暴云发展初期（22 min）、旺盛期（45 min）和消散期（65 min）三个不同时刻的空间电荷结构分布图。在 22 min 时，三次个例的雷暴中均以强的上升气流为主，并开始逐渐向右发展（见图 10a-c）。强上升气流可以促进大量的水成物粒子发展至过冷区，产生强烈的起电过程。三次个例均为负的偶极性电荷结构，负电荷堆主要分布在 3.5-6 km 高度范围内，而正电荷堆分布在 2-3.5 km 高度范围内。这主要是由于存在冰核的情况下，源于异质核化过程的冰晶在温度高于 -15°C 的区域优先生成，同时在这种云水含量相对充足的条件下冰晶通过非感应起电过程获得负电荷。如图 11a-c 所示冰晶携带负电荷，而霰粒荷正电。因此在雷暴发展初期，雷暴云上部负电荷区由冰晶荷负电贡献，而霰粒携带正电荷贡献了雷暴云下部正电荷区。三次个例中冰粒子携带的电荷

305 量均在 4 km 左右达到最大值。



306
307 图 10 三次个例中雷暴云发展不同时刻的风场和空间电荷结构分布（图中粗黑线代表雷暴云的轮廓）（单
308 位： nC m^{-3} ）

309 Fig.10 The charge structure at different time of wind structure and thunderstorm development in three cas
310 es (thick black line represents the contour of thunderstorm) (units: nC m^{-3})

311 雷暴云发展至 45 min 时（图 10d-f），云体高度随着上升气流达到 10 km 左右，同时
312 三次雷暴个例中气流结构产生了差异。C 个例中高温区上升气流以向右上方发展为主，而低
313 温区以水平风为主。这主要由于高温区的冰相粒子含量相对较低，其沉降形成下沉风并不显
314 著，而低温区由于同质核化产生大量的冰晶及霰粒，上升风被抑制从而表现为水平风为主。
315 在 M 个例和 P 个例中，由于异质核化产生了大尺度冰晶，其含量相对高，同时霰粒含量提
316 升，受重力沉降作用，因此在高温区也出现了部分下沉风。相类似的，M 个例和 P 个例在
317 低温区均以水平风为主。此外，冰核浓度较低的 C 个例中电荷结构演变为三极性电荷结构。
318 而 M 个例和 P 个例呈现多级性电荷结构，这主要是因为该阶段水汽的消耗，液水含量较少，
319 高温区（2-4 km 高度范围内）冰晶携带的电荷极性未发生反转，保持为正极性（见图 8）。
320 图 11d-f 给出了三次个例中 45 min 时不同水成物粒子的荷电的垂直分布特征。雷暴云主负
321 电荷区主要由霰粒贡献，主正电荷区主要由冰晶贡献。C 个例呈现三极性电荷结构，其中由
322 于感应起电极值量级较小，对电荷结构的贡献较小，而在非感应起电机作用下，霰粒携带

负电荷大致分布在 4-8 km 高度范围内，霰粒和冰晶荷电量均在 7 km 达到极值。在 M 个例和 P 个例中，电荷结构均呈现四级性电荷结构，霰粒在 1-4 km 和 4-7 km 处荷负电，荷电量在 3 km 处达到极值。如前文所论述，液水含量相对较低，因此冰晶在 2-5 km 和 5-10 km 高度范围内通过非感应起电过程获得正电荷，荷电量在 4 km 处达到极值。当冰核浓度继续增加时，水汽含量供应不足，霰粒和冰晶的含量减小，从而使得霰粒以及冰晶的荷电量进一步减少。

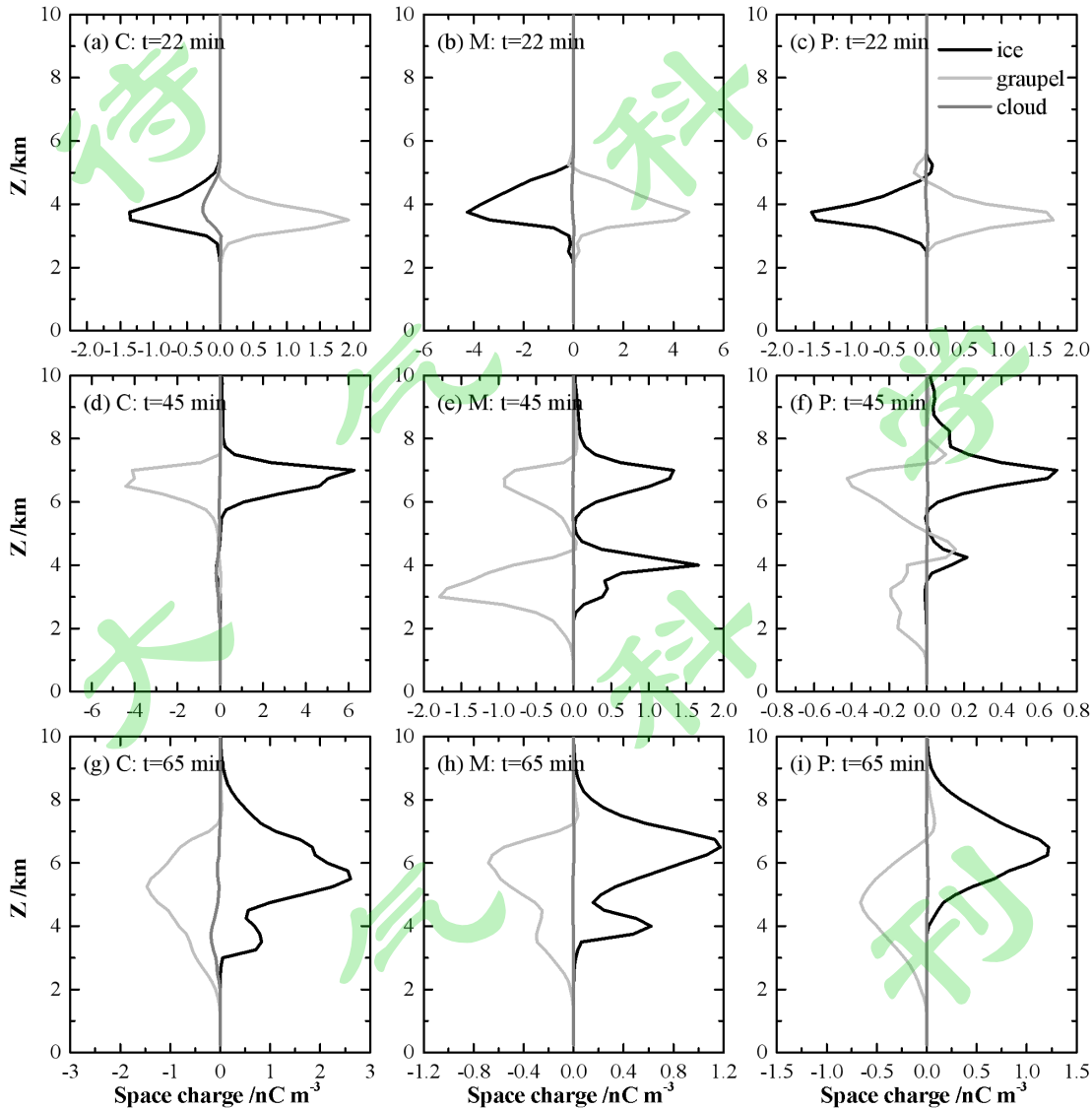


图 11 水成物粒子荷电垂直高度分布图 (单位: nC m^{-3})

Fig.11 Vertical distribution of charged height of hydrate particles (units: nC m^{-3})

在 65 min 时刻 (见图 10g-i)，雷暴云进入消散阶段，云中风速均呈现下降的趋势，尤其在 M 个例和 P 个例中，由于云水的加速消耗，导致对流被明显削弱。另外，三次个例均呈现偶极性电荷结构。随着冰核浓度的增大，由于雷暴云中水汽含量的快速降低，起电过程

减弱，电荷密度呈现逐渐减小的趋势。C 个例中，霰粒在 1-7 km 高度范围内荷负电，冰晶在 3-9 km 高度范围内荷正电。因此，C 个例的主负电荷区由霰粒贡献，而主正电荷区由冰晶贡献，霰粒的荷电量在 5 km 达到极值，冰晶的荷电量在 5.5 km 达到极值（见图 11g-i）。在 M 个例和 P 个例中，冰晶和霰粒荷电情况与 C 个例类似，但水汽的快速消耗导致云中荷电量呈逐渐降低的趋势。

图 12 给出了三次个例中雷暴云空间电荷结构分布随时间的变化。从中不难发现在雷暴云发展初期三次个例均呈现负的偶极性电荷结构，且随着冰核浓度的增加，持续时间略有降低。在冰核浓度较低的 C 个例中三极性电荷结构持续的时间范围为 28-58 min。在雷暴发展至 40 min 后，M 个例和 P 个例中电荷结构会由三极性转变为四级性，这主要是因为该阶段高温区（4 km 左右）异质核化过程产生的冰晶含量增加。同时此阶段水汽的消耗，液水含量较少，冰晶所带电荷未发生极性反转，电荷极性仍为正，引起在 40-55 min 时间范围内 5 km 高度以下的区域出现一对强电荷量的正负电荷堆，从而空间电荷结构表现为复杂四级性。此外，从图 12 中可以明显看到，60 min 后（雷暴云进入消散阶段）三次个例均呈现偶极性电荷结构。随着冰核浓度的增大，由于雷暴云中水汽含量的快速降低，起电过程减弱，电荷密度呈现逐渐减小的趋势，并且电荷结构的区域有增大的趋势。可见，冰核浓度改变会对雷暴云的电荷结构产生显著影响。

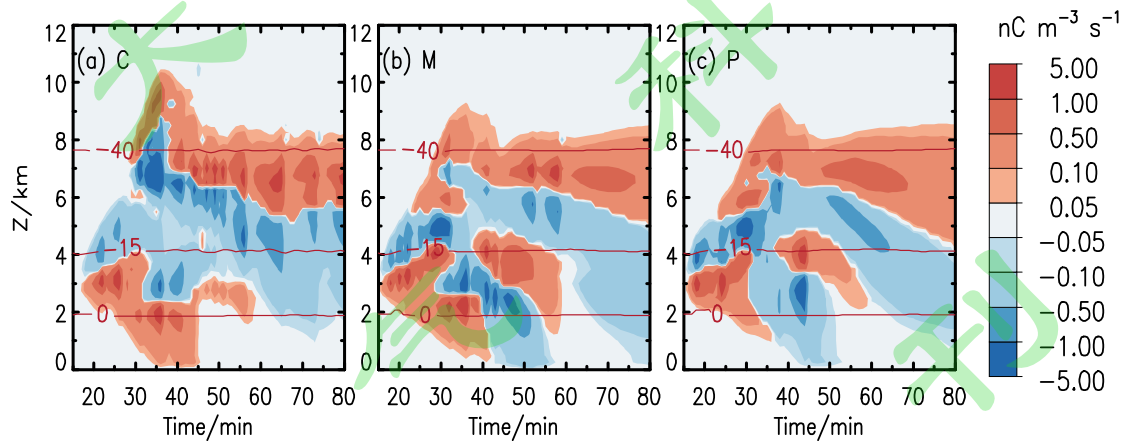


图 12 三次个例的雷暴云电荷结构随时间的变化分布（单位： $\text{pC m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ）：（a）C 个例；（b）M 个例；（c）P 个例

Fig.12 Spatial and temporal distribution of charge structure of thunderstorm in three cases (units: $\text{pC m}^{-3} \text{s}^{-1}$): (a) C case; (b) M case; (c) P case

4 结论和讨论

本文在已有的二维雷暴云起、放电模式上，结合一次雷暴天气的探空廓线，通过改变冰核浓度进行敏感性模拟试验。重点分析了不同冰核浓度影响雷暴云动力、微物理及电过程的

差异。通过以上研究，得到以下结论：

(1) 不同冰核浓度下，雷暴云动力过程变化趋势相似。随着冰核浓度的增加，最大上升气流速度和最大下沉气流速度呈现逐渐降低的趋势，同时雷暴云体发展提前。冰核浓度的改变对各水成物粒子的影响显著。同质核化过程在雷暴云砧处贡献了大量的微小尺度冰晶，而源于高温区异质核化过程的大尺度冰晶含量相对较低。当冰核浓度增大时，同质核化过程被抑制，而异质核化过程增强，冰晶在高温区大量生成，但冰晶整体含量降低，从而霰粒在低温区的含量降低，大量微小尺度的霰粒分布在高温区。同时，云滴含量由于自动转化和冰晶碰并增长急剧下降，雨滴含量减少，尺度也有所减小。

(2) 在雷暴云发展的初始阶段，源于异质核化过程的冰晶优先在高温区产生，并在非感应起电过程中获得负极性电荷。在雷暴云的中后期，在非感应起电过程中，由于液水含量的降低，高温区的冰晶所带电荷极性不发生反转，其保持为正极性，且该现象出现的时间随着冰核浓度的增加有所提前。同时冰核浓度增加时，高温区的冰晶含量增加，低温区冰晶含量降低，因此正极性非感应起电率逐渐减小，负极性非感应起电率逐渐增大。在感应起电过程中，由于霰粒尺度减小，云滴的快速消耗，感应起电率极值逐渐降低，且在高冰核浓度的个例中，在雷暴云发展的中后期不再产生。

(3) 在不同冰核浓度个例中，雷暴云发展初期的空间电荷结构均呈现负的偶极性。这主要由冰晶粒子荷负电，霰粒携带正极性电荷贡献形成。在雷暴云旺盛期，随着冰核浓度增加，高温区冰晶含量增加，并通过非感应起电过程获得正极性电荷，导致空间电荷结构会由三极性电荷结构转变为四级性电荷结构。在雷暴云消散阶段均呈现偶极性电荷结构，随着冰核浓度的增加，雷暴云中云水含量加速消耗，空间电荷密度逐渐减小。

本文在已有的二维雷暴云起、放电模式上改进冰晶核化方案，考察了不同冰核浓度对雷暴云动力、微物理、起电过程影响以及电荷结构的差异，但是这里由于模式的限制，没有针对冰核浓度对雷暴云放电过程的影响进行分析。因此在三维模式中改进冰晶核化方案，进行冰核浓度对雷暴云放电过程的影响将作为未来的研究方向之一。

致谢 本文所采用的积雨云微物理过程由气象科学院胡志晋研究员提供。

参考文献 (References)

Chen Y, Kreidenweis S M, McInnes L M, et al. 1998. Single particle analyses of ice nucleating aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere[J]. Geophys. Res. Lett., 25(9): 1391-1394.

Chen Y, DeMott P J, Kreidenweis S M, et al. 2000. Ice formation by sulfate and sulfuric acid aerosol particles under upper-tropospheric conditions[J]. J. Atmos. Sci., 57(22): 3752-3766.

- Cziczo D J, Murphy D M, Hudson P K, et al. 2004. Single particle measurements of the chemical composition of cirrus ice residue during CRYSTAL-FACE[J]. *J. Atmos. Sci.*, 109(D4).
- DeMott P J, Sassen K, Poellot M, et al. 2003. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1732.
- DeMott P J, Prenni A J, Liu X, et al. 2010. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate[J]. *P. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 107:11217–11222.
- DeMott P J, Prenni A J, McMeeking G R, et al. 2015. Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15: 393–409.
- Ekman A, Engström A, Wang C. 2007. The effect of aerosol composition and concentration on the development and anvil properties of a continental deep convective cloud[J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133(627).
- Fan J, Leung L R, Rosenfeld D, et al. 2017. Effects of cloud condensation nuclei and ice nucleating particles on precipitation processes and supercooled liquid in mixed-phase orographic clouds[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 17: 1017-1035.
- Fletcher N H. 1962. Surface structure of water and ice[J]. *Philosophical Magazine*, 7(74): 255-269.
- Heymsfield A J, Miloshevich L M, Schmitt C, et al. 2005. Homogeneous ice nucleation in subtropical and tropical convection and its influence on cirrus anvil microphysics[J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(1): 41-64.
- Gonçalves F L T, Martins J A, Albrecht R I, et al. 2012. Effect of bacterial ice nuclei on the frequency and intensity of lightning activity inferred by the RAMS model[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12: 5677-5689.
- 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模式 (一) 微物理模式[J]. *气象学报*, 45(4): 467–484. Hu Z J, He G F. 1987. Numerical simulations of cumulonimbus dynamic process I: microphysical model[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45: 467–483.
- Jayarathne E R, Saunders C. 1983. Charge on ice crystals in laboratory clouds[J]. *J. Geophys. Res-Oceans.*, 88(C9): 5494-5496.
- Jensen E J, Diskin G, Lawson R P, et al. 2013. Ice nucleation and dehydration in the Tropical Tropopause Layer[J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 110(6): 2041-2046.
- Kärcher B. 2004. Cirrus clouds in the tropical tropopause layer: Role of heterogeneous ice nuclei[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31(12): L12101.
- Knopf D A, Alpert P A, Zipori A, et al. 2020. Stochastic nucleation processes and substrate abundance explain time-dependent freezing in supercooled droplets[J]. *npj Clim. Atmos. Sci.*, 3(1): 2.
- Koop T, Luo B P, Tsias A, et al. 2000. Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions[J]. *Nature*, 406(6796): 611-614.
- Koop T, Murray B J. 2016. A physically constrained classical description of the homogeneous nucleation of ice in water[J]. *J. Chem. Phys.*, 145(21): 5514.
- 李泽宇, 孙继明, 牛生杰. 2016. 沙尘冰核对积云起电过程影响的初步数值模拟试验[J]. *气候与环境研究*, (01): 107-120. Li Z Y, Sun J M, Niu S J. 2016. Preliminary modelling for the effects of dust on the cumulus electrification process[J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 21(1): 107–120.
- Li Z, Xue H, Yang F. 2013. A modeling study of ice formation affected by aerosols[J]. *J.*

Geophys. Res. Atmos., 118(19): 231-217.

Liu X, Penner J E. 2005. Ice nucleation parameterization for global models[J]. Meteorol. Z., 14(4): 499-514.

Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm[J]. J. Geophys. Res., 110(D12): 1545-1555.

Morrison H, Milbrandt J A, Bryan G H, et al. 2015. Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part II: Case study comparisons with observations and other schemes[J]. J. Atmos. Sci., 72(1): 312-339.

Pereyra R G, Avila E E, Castellano N E, et al. 2000. A laboratory study of graupel charging[J]. J. Geophys. Res., 105: 20803-20812.

Phillips V J T, Coauthors. 2005. Anvil glaciation in a deep cumulus updraft over Florida simulated with an Explicit Microphysics Model. I: The impact of various nucleation processes[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131: 2019-2046.

Phillips V J T, Donner L J, Garner S T. 2007. Nucleation processes in deep convection simulated by a cloud-system-resolving model with double-moment bulk microphysics[J]. J. Atmos., 64(3): 738.

Phillips V J T, Demott P J, Andronache C. 2008. An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol[J]. J. Atmos. Sci., 65(9): 2757-2783.

Pruppacher H R, Klett J D. 1997. Microphysics of clouds and precipitation[J]. Reidel, pp954.

Saunders C, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging[J]. J. Geophys. Res., 96(D6).

Shi X, Liu X. 2016. Effect of cloud-scale vertical velocity on the contribution of homogeneous nucleation to cirrus formation and radiative forcing[J]. Geophys. Res. Lett., 43(12), 6588-6595.

师正, 谭涌波, 唐慧强, 等. 2015. 气溶胶对雷暴云起电以及闪电发生率影响的数值模拟[J]. 大气科学, 39(5): 941-952. Shi Z, Tan Y B, Tang H Q, et al. 2015. A numerical study of aerosol effects on the electrification and flash rate of thunderstorms[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(5): 941-952.

Stith J L, Ramanathan V, Cooper W A, et al. 2009. An overview of aircraft observations from the Pacific Dust Experiment campaign[J]. J. Geophys. Res., 114: D05207.

Szyrmer W, Zawadzki I. 1997. Biogenic and anthropogenic sources of ice-forming nuclei: A review[J]. Bull. Am. Meteorol. Soc., 78(2): 209-228.

Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms[J]. J. Atmos. Sci., 35(8): 1536-1548.

谭涌波. 2006a. 闪电放电与雷暴云电荷、电位分布相互关系的数值模拟[D]. 中国科技大学博士学位论文, 173pp. Tan Y B. 2006a. Numerical simulation of the relationship of the lightning discharge with the space charge and potential distribution in thundercloud[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), University of Science and Technology of China, 173pp.

谭涌波, 陶善昌, 祝宝友, 等. 2006b. 雷暴云内闪电双层、分支结构的数值模拟[J]. 中国科学: 地球科学, 36(5): 486-496. Tan Y B, Tao S C, Zhu B Y, et al. 2006b. The numerical simulation of thundercloud lightning double and branch structure[J]. Science China: Earth Science (in Chinese), 36(5): 486-496.

谭涌波, 杨忆, 师正, 等. 2015. 冰晶核化对雷暴云微物理过程和起电影响的数值模拟研

究[J]. 大气科学, 39(2): 289-302. Tan Y B, Yang Y, Shi Z, et al. 2015. Numerical simulation
research on the effect of ice nucleation on thundercloud microphysical process and
electrification[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(2): 289-302.

Tan Y B, Tao S, Liang Z, et al. 2014. Numerical study on relationship between lightning types
and distribution of space charge and electric potential[J]. J. Geophys. Res., 119(2): 1003-1014.

Van Den Heever S C, Carrio G G, Cotton W R, et al. 2006. Impacts of nucleating aerosol on
Florida storms. Part I: Mesoscale simulation[J]. J. Atmos. Sci., 63(7): 1752-1775.

杨磊, 银燕, 杨绍忠, 等. 2013. 南京地区大气冰核浓度的测量及分析[J]. 大气科学,
37(3): 579-594. Yang L, Yin Y, Yang S Z, et al. 2013. Measurement and analysis of atmospheric
ice nuclei in Nanjing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(3): 579-594.

Young, Kenneth C. 1974. The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds[J]. J.
Atmos. Sci., 31(3): 768-776.

Zhang K, Liu X, Wang M, et al. 2013. Evaluating and constraining ice cloud
parameterizations in CAM5 using aircraft measurements from the SPARTICUS campaign[J].
Atmos. Chem. Phys., 13(9): 963-4982.

Zeng X, Tao W K, Zhang M, et al. 2009. An indirect effect of ice nuclei on atmospheric
radiation[J]. J. Atmos. Sci., 66(1): 41-61.

Ziegler C L, MacGorman D R, Dye J E, et al. 1991. A model evaluation of noninductive
graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm[J]. J. Geophys. Res.,
96(961): 12833-12855.